

PETROGRAPHIE, CHEMISMUS UND
GEFÜGE FEINKÖRNIGER GRANITE
DES MOLDANUBIKUMS

von

CONSTANTIN DÜSING

5349/60



Digitized by the Internet Archive
in 2026

P E T R O G R A P H I E , C H E M I S M U S U N D
G E F Ü G E F E I N K Ö R N I G E R G R A N I T E
D E S M O L D A N U B I K U M S

Auszug aus der
Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig-Maximilians-Universität
zu München

Vorgelegt
von
Constantin Düsing
aus
München

Juni 1959

1. Berichterstatter: Prof.Dr.G. F i s c h e r
 2. Berichterstatter: Prof.Dr.-Ing. A. M a u c h e r
- Tag der mündlichen Prüfung: 29. Juli 1959



5349/60

INHALTSVERZEICHNIS

=====

	Seite
A. Einleitung	3
1) Grundlagen und Umgrenzung des Themas	3
2) Die geologisch-petrographische Situation des Untersuchungsgebietes	4
B. Die diskordanten feinkörnigen moldanubischen Granite	6
1) Makroskopische Charakteristik der feinkörnigen Granite	7
2) Der Verband mit dem Nebengestein	7
3) Das mikroskopische Bild der feinkörnigen Granite	9
a) Die Fröhgemeugteile der Granite	10
1) Die Schwermineralien	10
2) Cordierit	11
3) Andalusit und Sillimanit	12
b) Die Hauptgemeugteile	12
1) Der Biotit	12
2) Der Plagioklas	13
a) Die Altplagioklas	13
b) Sekundäre Albitplagioklas	14
3) Der Kalifeldspat	14
4) Der Quarz	17
c) Mineralparagenesen "postmagmatischer" Bildung	17
1) Muscovit und Serizit	18
2) Turmalinisierung	18
3) Dumortierit	18
4) Hydroglimmer und Chlorit	19
d) Die Altersabfolge der Minerale in den feinkörnigen Graniten	19
4) Die chemische Klassifikation der feinkörnigen Granite	24
a) Die modale Zusammensetzung der Granite	24
b) Die chemische Analyse	26
C. Das Granitproblem in Bezug auf die feinkörnigen Granite des Moldanubikums	29
Nachwort	34
Literaturverzeichnis	34

A. Einleitung

1) Grundlagen und Umgrenzung des Themas

=====

Der Gedanke und die Anregungen zu vorliegender Arbeit über einige feinkörnige Granitvorkommen aus der Oberpfalz ergaben sich aus der geologisch-petrographischen Neukartierung des moldanubischen Grundgebirgssockels im Bereich der Oberpfalz und des Bayerischen Waldes, die vom Institut für Gesteinskunde der Universität München unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. GEORG FISCHER in den Jahren 1952 bis jetzt erfolgte. Insgesamt wurde bisher ein geschlossenes Gebiet von rund 1200 km² in der Oberpfalz kartiert, das etwa von der Linie Falkenberg- Tirschenreuth - Mähring im Norden bis fast an die Bodenwöhrer Bucht im Süden reicht. Im Osten liegt der Abschluß an der Landesgrenze Deutschland - Tschechoslowakei, im Westen ist es der Naabgebirgsrandbruch bzw. zwischen Schwarzenfeld und Luhe das Naabtal selbst. Hinzu kommen noch einige kartierte Gradabteilungsblätter aus dem Bayerischen Wald.

Durch diese Kartierungsarbeiten im Maßstab 1 : 25 000 ist es nun möglich, einzelne Gesteinstypen und -bereiche auch über größere Räume zu verfolgen und hinsichtlich ihrer Verbreitung, geologischen Position und ihr Verhalten in Raum und sogar Zeit zu studieren. G. VOLL (1953, 1955) und A. FORSTER (1955, 1957) begannen die ersten Untersuchungen in dieser Richtung in der Oberpfalz, im Bayerischen Wald war es W. SCHREYER (1955, 1957, 1958). Vergleichende Stoffuntersuchungen in den Gneisen der Oberpfalz wurden von H. BADER (1959) durchgeführt, ebenso eine petrographische Bearbeitung der Kristallgranite durch G. KRAUS (1959). Ein weiterer Versuch soll nun in vorliegender Arbeit unternommen werden und hat die petrologische Bearbeitung der feinkörnigen Granite zum Ziel.

Die mittel- und grobkörnigen Granite, sowie ausgesprochene Kristallgranite wurden von eingehenden Untersuchungen be-

wußt ausgenommen, da sich der Umfang der Arbeit sonst zu weit ausdehnen würde.

Das Schwergewicht der Untersuchungen liegt auf meinen eigenen geologischen und petrographischen Aufzeichnungen und Aufnahmen auf den Gradabteilungsblättern Oberviechtach und Tiefenbach, hierbei steht besonders das rund 17 km² große Granitmassiv von Oberviechtach (DÜSING 1957, 1959) im Vordergrund.

Nach Süden erstrecken sich die Untersuchungen feinkörniger Granite auf den Nordteil des von H. BADER (1957, 1959) kartierten Blattes Neunburg vorm Wald. Zum Vergleich wurden ferner noch feinkörnige Granite auf den nördlich an Oberviechtach und Tiefenbach anschließenden Blättern Moosbach und Eslarn herangezogen (A. FORSTER 1955, 1957). Zahlreiche Begehungen des Moldanubikums zwischen Passau und Tirschenreuth dienten der Abrundung des Bildes.

Eine Reihe von ausgezeichneten Granitarbeiten aus dem Moldanubikum liegt bereits vor, man braucht sich nur der Arbeiten von H. CLOOS und seinen Mitarbeitern zu erinnern. In dem anschließenden österreichischen Anteil des Moldanubikums haben sich mit Graniten besonders G. HORNINGER, F. E. MAROSCHEK, A. KÖHLER und A. MARCHET beschäftigt. Die in- und ausländische Granitliteratur hat einen derartigen Umfang, daß es sinnlos ist, hier alles anzuführen. Es wird daher im Text jeweils nur der betreffende Autor an der entsprechenden Stelle genannt werden und im Literaturverzeichnis zitiert werden.

2) Die geologisch-petrographische Situation des Untersuchungsgebietes

Aus quarzig-tonigen algonkischen Geosynklinalsedimenten mit eingelagerten Mergel- oder Kalkbänken bildeten sich durch Versenkung in die Tiefe und starke, mehrfache metamorphe Überprägung Gneise mit eingeschalteten Kalksilikatbändern und -linsen. Durch die katazonale Umprägung der Gesteine sind etwaige primäre Sedimentationsunterschiede und Lage-

ungsverhältnisse fast vollständig verschwunden. Außerdem sind die Gesteine durch Stoffaustausch in ihrem Chemismus verändert worden. Die metamorphen Gesteine können aus diesen Gründen nur nach dem Mineralbestand, Chemismus, Gefüge und ihrem gegenwärtigen geologischen Verband auseinandergehalten werden.

Die Gesteine des tektonisch Hangenden sind im Norden und Nordosten auf den Blättern Eslarn und Moosbach die Biotit-Gneise, aus denen sich im Liegenden, i.e. im Süden und Südwesten, durch zunehmende Cordierit-Blastese auf Kosten des Biotites die typischen Cordierit-Sillimanit-Gneise mit Cordieritgehalten bis zu 50 Vol% bilden. Gegen das tektonische Liegende im SW nimmt der Cordieritgehalt wieder ab und läßt sich in den Biotit-Plagioklas-Lagengneisen nur noch in Relikten nachweisen. An Stelle der Cordierite ziehen sich nun lange xenoblastische Feldspatzeilen hin, die den alten angestammten Platz der Cordierite einnehmen, diesen also quasi nachgetastet sind und ganz vereinzelt sogar deren Sillimaniteinschlüsse mitübernommen haben. Dies ist der deutlichste Hinweis auf die Verdrängung von Cordierit durch Feldspat, denn ein stabiles Mineralgemenge Sillimant + Cordierit + Plagioklas existiert nicht, und erst recht nicht Sillimanit + Plagioklas. Die Ersetzung des Cordierites durch Plagioklas erfolgt allein durch stofflichen Transport von Na und Ca im offenen System.

Ein tiefstes Stockwerk wird mit den Migmatitgneisen in der Nähe der Pfahlzone südlich des Neunburger Granitmassivs erreicht. Anatektische Aufschmelzungen und Durchtränkungen hatten hier ihre stärkste Entwicklung.

Deutlich verschieden von den bisherigen Gneisen sind die Perlgneise der Rundinger Störungszone. Sie verdanken ihre Entstehung einer blastomylonitischen Verschleifung an alten pfahlparallel gerichteten Störungszonen mit anschließender Stoffzufuhr und Rekristallisation.

Schon in einem frühorogenetischen Stadium zeigen sich die ersten Anzeichen eines Plutonismus, der die Reihenfolge

von basischen zu sauren Intrusiva erkennen läßt. Prävaristisch wurden ausgesprochen basische Gesteine gebildet, die aufgrund einer nachfolgenden Metamorphose in Serpentinite, Amphibolite und Granatamphibolite umgewandelt wurden. Synkinematisch mit der letzten assynthischen Orogenese kam es noch vereinzelt zur Intrusion saurer Magmen, die sich als Orthogneise und Granat-Meta-Aplite (A. FORSTER, 1958) fixierten.

B. Die diskordanten feinkörnigen moldanubischen Granite
=====

Im Ausklang der letzten großen Orogenese kam es im gesamten Bereich des Moldanubikums zu einer Flut granitischer Intrusionen, die zeitlich dicht aufeinander folgten, Vorläufer waren basische und mittelbasische Gesteine (Gabbros, Diorite). Folgende Tabelle gibt einen kurzen Überblick über die Abfolge der nicht verformten Granite, wie sie heute im bayerischen Anteil des Moldanubikums gültig ist:

Tabelle 1

- I. Phase: Bildung von feinkörnigen Migmagraniten, entweder in situ oder als mobile Schmelze.
- II Phase: Metasomatische Kristallgranite, teilweise in situ gebildet, teilweise durch Mobilisation als echte Schmelzen intrudiert: Kristallgranit I
- III.Phase: Intrusion zahlreicher feinkörniger Granite im ganzen moldanubischen Bereich.
- IV.Phase: Intrusion der jüngeren Kristallgranite (Neunburger Granitmassiv z.B.)
- I. Nachphase: feinkörnige Muscovitgranite und Granitporphyre
- II. Nachphase: granitische Restlösungen, Aplite und Pegmatite.

Es muß betont werden, daß in dieser Tabelle nur die diskordanten Granite, die nicht metamorph überprägt sind, angeführt werden, daß ferner basische Vorläufer nicht mit einbezogen worden sind. Praktisch ist damit nur eine Erweite-

rung der Punkte 6 - 10 der CLOOS'schen Intrusionsfolge gegeben.

Die folgenden Untersuchungen beschränken sich nur auf die Phase III und die feinkörnigen Muscovitgranite der Nachphase I.

1.) Makroskopische Charakteristik der feinkörnigen Granite

Es sind Zweiglimmergranite der Phase III und Muscovitgranite der ersten Nachphase mit graublauem Aussehen im frischen Bruch. Unter Verwitterungseinflüssen zersetzt sich der Granit, zunächst von Kluftflächen aus, durch aktiven Angriff der Humuswässer unter Fe-Ausscheidung zu einem gelblich-braunen Grus unter typischer Wollsackbildung. Neben einigen wenigen Felskuppen erscheinen weite Gebiete tiefgründigen Zersatzes, der zehn und mehr Meter betragen kann.

Typisch für viele feinkörnige Granite sind zahlreiche kleine Schmitzen und Butzen von schwarzem Aussehen, die ein dreiachsiges Ellipsoid mit zwei Langachsen und einer sehr kurzen Achse bilden. An größeren Einschlüssen läßt sich neben Biotit schon makroskopisch Cordierit erkennen. Die statistische Verteilung dieser Butzen innerhalb eines Granitkörpers ist nicht einheitlich, so daß neben Gebieten mit starker Durchschwärmung solche mit fehlenden Butzen auftreten.

Kluftmineralisationen sind geradezu eine Seltenheit und beschränken sich im allgemeinen nur auf dünne Hellglimmertapeten mit gelegentlichen Turmalinsonnen (z.B. im gestriemten Ganggranit von Denglarn), in den meisten Vorkommen sind aber nicht einmal diese Hellglimmertapeten zu beobachten.

2.) Der Verband mit dem Nebengestein

C.W. GÜMBEL erkannte schon in seiner "Geognostischen Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges", daß der Verband der Granite mit dem Nebengestein verschieden sein kann, selbst innerhalb eines Granitkörpers. Bezugselemente

der Nebengesteine sind dabei die Flächen (ab), (bc) und (ac), sowie beliebig viele (hkl)-Scherflächen und das lineare Element in Richtung B. In Hinsicht auf diese Gefügeelemente können wir heute nur zwischen Graniten überwiegend akkordanter und überwiegend diskordanter Lagerung sprechen. Echte Konkordanz kann nicht vorhanden sein, da die Granite bedeutend jünger als die Nebengesteine sind und nur sekundär deren Gefügebahnen nachgetastet haben.

G. FISCHER (1957) hat sich dahingehend ausgesprochen, daß die meisten Granitmassive gleichartig aufgebaut sind und als diskordante Lakkolithe auf Fugen im Gneisgebirge dieses diskordant durchsetzen. Ferner sind von H. CLOOS und seinen Schülern (1923) und auch neuerdings von A. FORSTER (1955) flachliegende Granitplatten auf Gneisfugen gefunden worden. Obwohl naturgemäß an Hand der spärlichen Aufschlüsse nur für vereinzelte Vorkommen ein sicherer Beweis für diese flache Lagerung gefunden werden kann, darf man aber für die meisten Körper eine ähnliche Lagerung annehmen. Schmalere Ganggranite stellen sich zwar häufig steil oder lagern sich im s der Gneise ein, sobald sich aber eine flache Gneisfuge auftut, wird diese zur Intrusion benutzt.

Die Kontakte der Granite zum Nebengestein sind immer messerscharf ausgebildet und zeigen nicht die geringsten Übergänge. Eine thermische Beeinflussung oder gar Veränderung der Nebengesteine (mit Ausnahme der Serpentinite) ist nicht zu bemerken. Das nimmt weiter nicht wunder, wenn man bedenkt, daß die Gneise bereits den hohen Temperaturen angepaßt waren, zum anderen die Granitkörper auch viel zu klein sind, um weiträumige kontaktmetamorphe Veränderungen hervorzurufen.

Riesige Gneisschollen, vielfach gedriftet und verdreht, die in zahlreichen Graniten wurzellos schwimmen, zeigen abgesehen von Rotationsbewegungen und mechanischer Zertrümmerung und Unterteilung in Einzelschollen, keinerlei thermische oder chemische Beeinflussung durch die granitischen Schmelzen. So sind auch keine schlierigen Auflösungen der

Einschlüsse an den Kontakträndern zu beobachten, ebenso fehlen Infiltrierungen des granitischen Exsudates in die Gneise hinein vollständig. Migmatische Durchtränkungen der Gneise sind schon vor den Granitintrusionen erfolgt.

Andererseits weisen die vielen kleinen basischen Butzen und eine Hornfelsscholle vom Schwarzholz W Oberviechtach darauf hin, daß doch Fremdmaterial von der Schmelze assimiliert worden ist. Die verdauten Assimilationsprodukte können nur in einem frühen Stadium der Schmelze in größerer Erdtiefe aufgenommen und an die heutige Stelle transportiert worden sein.

Wenn auch die Granite das alte Gneisgefüge diskordant durchschneiden, so fällt auf, daß sie für weite Räume praktisch das gleiche Streichen haben. Die bevorzugten Richtungen sind im Süden pfahlparallel, im Norden teilweise N 160 - 170 E oder N 60 - 70 E, letztere auch noch steiler NE. Die flach hercynisch streichenden Gänge, sowie die fast rheinisch streichenden Gänge sind im weitesten Sinne als Ausfüllungen alter Bruchzonen des Grundgebirgssockels zu deuten, ähnlich wie der Pfahl und die in ihrer Streichrichtung vom Hauptpfahl abweichenden Nebenpfähle. Ebenso sind auch die NE-streichenden Gänge an alte tektonische Strukturlinien gebunden, wie häufig in gleiche Richtung streichende Mylonitzonen erweisen. Die Granite, insbesondere die Ganggranite, bilden heute nicht mehr anders erkennbare Störungsbahnen und Bruchzonen ab. Die granitische Schmelze ist allerdings unabhängig von diesen tektonischen Vorgängen entstanden, sie benutzte diese Strukturen nur als Wanderbahnen.

3. Das mikroskopische Bild der feinkörnigen Granite

Ebensowenig wie die makroskopische Untersuchung sichere Unterscheidungsmerkmale innerhalb der feinkörnigen Granite aufzeigte, kann auch durch die mikroskopische Untersuchung im Moment noch keine sichere und allgemein gültige Unterscheidung einzelner Granittypen gewonnen werden, sondern

deutet immer wieder auf eine gleiche Genese hin. Ausgenommen können von dieser Regel bisher nur die feinkörnigen reinen Muscovitgranite als Ganggefolgschaft jüngerer Kristallgranite (z.B. des Neunburger Granites) werden.

Mineralbestand: Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. An Akzessorien treten immer auf Zirkon und Apatit sowie opake Erze, weniger verbreitet sind Titanit, Rutil, Xenotim und manchmal Monazit. Muscovit ist zum geringen Prozentsatz schon primär magmatisch (pneumatolytisch im Ausklang und im Anschluß an die Hauptkristallisation) gebildet worden, zum größeren Teil aber durch sekundäre Umsetzungen aus den Feldspäten. Chlorit ist aus Biotit entstanden. Allen Graniten gemeinsam sind die Übergemengteile Andalusit und Cordierit, manchmal tritt noch Sillimanit hinzu. Kennzeichen einer pneumatolytischen Phase sind Turmalin und gelegentlich als Seltenheit ein Dumortierit.

Die Korngröße ist für alle Granite einheitlich. Das Kornkaliber K (E.O. TEUSCHER) ist für:

Quarz	0,4 - 0,6 mm	Biotit	0,15 - 0,3 mm
Kalifeldspat	0,3 - 0,7 mm	Muscovit	0,1 - 0,2 mm
Plagioklas	0,3 - 0,6 mm		

Nach der Benennung von TEUSCHER sind diese Granite als dezimillimeterkörnig und somit als feinkörnig zu bezeichnen.

a) Die Frühgemengteile der Granite

1) Die Schwerminerale

Die wesentlichen Minerale der normalen granitischen Frühgemengteile sind Apatit und Zirkon, beide zusammen unter 0,5 Vol % am quantitativen Mineralbestand beteiligt. Zwei deutlich verschiedene Formentwicklungen sind für den Apatit kennzeichnend, neben einer langprismatischen Form, bei der sich c zum Querschnitt in (0001), wie 1 : 10 verhält, erscheint eine gedrungene kurzprismati-

sche Form mit dem Verhältnis 3 : 10 bis 5 : 10. Der Übergang zwischen beiden Trächtentwicklungen ist durch ein Minimum belegt. Für die Deutung bestehen drei Möglichkeiten:

- a) Zwei zeitlich auseinanderliegende Kristallkeimbildungen haben zwei verschiedene Apatitgenerationen zur Folge.
- b) Eine frühmagmatische Apatitkristallisation unterliegt einer Wiederauflösung und Umkristallisation.
- c) Die Apatitkeimbildung erstreckt sich über einen weiten Zeitraum und geht kontinuierlich vor sich, erst unter Bevorzugung der einen Kristalltracht, dann die der anderen. Eine befriedigende Erklärung kann im Moment noch nicht gegeben werden.

Durch Bewegungen der granitischen Schmelze kam es gelegentlich zu Verbiegungen und zum Zerbrechen einzelner Apatit- und Zirkonnadeln. Postkristalline tektonische Bewegungen können hierfür außer Betracht gelassen werden.

2) Cordierit

Die Cordierite der Granite unterscheiden sich sehr wesentlich von denen der kristallinen Schiefer. In letzteren sind die Cordierite xenoblastische Kristalle mit morphologischer Längserstreckung in der Ebene (ab) und fast immer unverzwilligt. In den Graniten bilden sie dagegen idiomorphe, pseudohexagonale Kristalle im Schnitt parallel (001), nach dem Prisma sind sie von ausgezeichneten (hk0)-Flächen begrenzt. Immer sind die Cordierite der Granite verzwilligt, zum Unterschiede zu den idiomorphen Cordieriten der Anatexite, die nicht immer verzwilligt sind. Ebenso sind die granitischen Cordierite immer sillimanitfrei.

Die Beziehungen zwischen Cordierit und Biotit sind in den Graniten genau entgegengesetzt zu denen in den Gneisen. Während bei den Gneisen Cordierit meist erst postkristallin auf Kosten des Biotites kristallisiert, ist der Cordierit in den Graniten älter als der Biotit und wird von diesem verdrängt.

3.) Andalusit und Sillimanit

Ebenso wie der Cordierit ist auch der Andalusit ein aus der Schmelze kristallisierter Gemengteil der feinkörnigen Granite, nicht aber der Sillimanit, der sich immer einwandfrei auf nicht vollständig eingeschmolzene Fremdgemengteile beziehen läßt. Selten finden sich auch Bilder, in denen der Sillimanit durch Druckbeanspruchung eines Andalusits aus diesem hervorspießt.

Die Bestimmung der maximalen Doppelbrechung für den Andalusit ergab 0,011, der Achsenwinkel liegt bei $2V_x = 84^\circ$. Nach TRÖGER sprechen diese Werte für Fe-reiche Andalusite.

b) Die Hauptgemengteile

1) Der Biotit

steht in der normalen Kristallisationsabfolge zu Beginn der Hauptkristallisation. Die Bestimmung der mittleren Lichtbrechung ergab den Wert von $n = 1,650$, was nach TRÖGER einem Lepidomelan entsprechen würde.

Die primär vollkommen idiomorphen Biotittafeln verlieren bei freiem Zugang der noch aktiven Lösungen bald ihre Eigenform. Bevorzugter Ansatzpunkt für Verdrängungen sind Schwächzonen im Biotitgitter, in erster Linie die Prismenendflächen mit den "ausstreichenden" Spaltflächen. Daher sind auch immer die Endflächen viel stärker als die Basisflächen korrodiert.

Wie beim Apatit kam es auch beim Biotit in der sehr stark viskosen Schmelze zu Verbiegungen einzelner Biotitscheiter, aber nur, wenn bereits kristallisierte Bestandteile als Widerlager fungierten. Diese Verbiegungen sind nicht zu verwechseln mit jüngeren postkristallinen tektonischen Deformationen, die mitunter zu Zerschörungen und Verbiegungen parallel der Basis führen.

Durchspießungen von zwei oder mehr voneinander unabhängigen Biotitindividuen sind oft zu beobachten und es liegt der Verdacht nahe, daß die Biotite nach ihrer Erstkristallisation noch einmal umkristallisiert worden sind. Es darf

natürlich auch eine primärmagmatische Durchspießung nicht ausgeschlossen werden.

2) Der Plagioklas

Bei den Plagioklasen sind folgende vier verschiedene Bildungen zu unterscheiden:

- a) Altplagioklase
- b) Myrmekitplagioklase
- c) Albitkornneubildung
- d) Albitisierung älterer Plagioklase

α) Die Altplagioklase

Die meist gut idiomorph entwickelten Kristalle werden von den (010)-Flächen sehr gut und von den (001)-Pinakoiden etwas weniger gut sichtbar begrenzt. Polysynthetische Albitverzwillingung, oft in Kombination mit dem Karlsbader-Gesetz, ist vorherrschend, Periklinverzwillingung dagegen sehr selten, Baveno- und Manebacher Gesetze fehlen.

Der An-Gehalt beträgt in den Kernzonen 12 - 20 % An, in den saueren Außenzonen etwa 6 - 10 % An, Rekurrenzen der An-wachszonen werden nicht beobachtet.

In allen untersuchten feinkörnigen Graniten sind die Plagioklase A l b i t - O l i g o k l a s e. Die gleichen An-Gehalte hat nach SCHREYER (1957) auch der Neustifter Granit, ebenso der "Eisgarner Granit" (A. KÖHLER, 1931) und die Granite der Further Störungszone (FISCHER, 1929). Etwas höhere Werte werden dagegen für den Schärdinger Granit (HORNINGER, 1936), Mauthausener Granit (MAROSCHEK, 1933) und einige kleine Granitvorkommen um Deggendorf auf Blatt Lalling von H. DÜRR (1958) angegeben. Die höchsten An-Werte liegen in diesen Graniten um 30% An in den Kernzonen.

Das Raumgitter des Plagioklases ist Verformungen gegenüber sehr resistent. Es sind daher Verbiegungen der (010)-Lamellen und Zerschuerungen an der (001)-Fläche in den untersuchten feinkörnigen Graniten als echte protoklastische Deformationen in einem hochtemperierten Zustand zu werten, denn

nur bei sehr hohen Temperaturen fungiert die Kante (010): (001) als Biegegleitachse, bei tiefen Temperaturen tritt nur ein Zerbrechen der Plagioklasse auf.

B) Sekundäre Albitplagioklasse

Albitisationen der Altpagioklasse sind in den untersuchten feinkörnigen Graniten nur sehr wenig vorgekommen. In den wenigen beobachtbaren Fällen zeigt sich immer wieder, daß die Verdrängungen durch jüngere Albite schrittweise eintraten. Der An-Gehalt der jüngeren Albite liegt bei 2 - 6 % An.

3) Der Kalifeldspat

Gleichermaßen wie beim Plagioklas sind auch die Erscheinungen des Kalifeldspates recht komplexer Natur. Schon in der Bestimmung der Modifikation des Kalifeldspates, Mikroklin oder Orthoklas ergeben sich Schwierigkeiten. Die allgemein typischen Unterscheidungsmerkmale der vorhandenen oder fehlenden Mikroklingitterung bietet keine eindeutigen Hinweise.

Es wurden daher von jedem Schliff eine Reihe von Kalifeldspäten auf dem U-Tisch optisch vermessen, und zwar in erster Linie der Achsenwinkel $2 V_x$, zusätzlich wurde noch die Auslöschungsschiefe x/a auf (001) bestimmt. Das Ergebnis ist frappierend. Wohl in jedem Dünnschliff hat ein Teil der Kalifeldspäte ausgesprochene Mikroklinoptik, ein anderer Teil dagegen ausgesprochene Orthoklasoptik. SCHREYER (1957) bekam in seinen Graniten von Neustift das gleiche Ergebnis, ebenso G. MÖBUS (1956) für das Lausitzer Granitmassiv. Die Kalifeldspäte der feinkörnigen Mauthausener Granite haben dagegen nach den Untersuchungen von SCHARBERT (1955) Mikroklinoptik mit Achsenwinkel von $2 V_x > 76^\circ$, ebenso die grobkörnigen Eisgarner und die Weinsberger Granite. Für das Lausitzer Granitmassiv konnte MÖBUS eine Verteilung der verschiedenen Kalifeldspatmodifikationen auf bestimmte Bereiche mit einer breiten Übergangszone festlegen, für die moldanubischen Granite ist dies jedoch nicht möglich. Abgesehen von dem sicher nur geringen Einfluß deuterischer Vorgänge, die

bekanntlich eine Umbildung von Orthoklas zu Mikroklin bewirken, müssen wir auch hier, wie W. SCHREYER, ein allmähliches Umstehen von primären Na-Sanidin über Orthoklas in Mikroklin annehmen. Man kann zur Erklärung der großen Variationsbreite in der Optik der Kalifeldspäte das Ergebnis der Untersuchungen von W.S. Mac KENZIE und J.V. SMITH anführen. Der Vergleich der optischen Untersuchungen mit einer röntgenographischen Untersuchung ergab eine mögliche Abhängigkeit des optischen Achsenwinkels von einer Mischung der Hochtemperaturform (womöglich Sanidin, da nach LAVES, 1952, nur Sanidin und Mikroklin stabil sind) mit der Tieftemperaturmodifikation. Achsenwinkel unter 35° , aus in Albit liegenden Kalifeldspatrelikten sind von mir nicht beobachtet worden (SCHREYER, 1957), ebenso liegt auch die Doppelbrechung mit $n_z - n_x = 0,0063$ wesentlich höher als in den diaphthoritisch umgewandelten Kalifeldspäten. Die Schwankungen des Achsenwinkels innerhalb eines Kalifeldspates sind sehr gering und betragen nur wenige Grad.

Nach den Angaben von TUTTLE (1952) haben Na-arme Glieder der Orthoklasreihe ihre niedrigsten Achsenwinkel bei etwa 32° , um mit zunehmendem Na-Gehalt auf fast 70° anzusteigen, die niedrigsten Achsenwinkel von Mikroklin liegen dagegen bei etwa 65° . Es ist also praktisch im Bereich zwischen 60° und 70° aufgrund der Achsenwinkelmessungen keine Unterscheidung zwischen Mikroklin und Orthoklas zu treffen. Eindeutig sind daher nur die Werte unter 60° bzw. über 70° , selbst wenn man den möglichen Meßfehler von $\pm 1^{\circ}$ in Betracht zieht. Die Verteilung der Achsenwinkel ergibt zwei Schwerpunkte: Der erste Wert liegt zwischen 55° - 65° , der zweite Schwerpunkt zwischen 70° und 80° . Gerade der Übergangsbereich zwischen Orthoklas und Mikroklin weist ein ausgesprochenes Minimum auf. Bei Aufteilung des ersten Maximums auf Orthoklas, des zweiten auf Mikroklin, bleibt sowohl im Orthoklas wie im Mikroklin in allen Graniten eine Albitkomponente von 20 - 30 % im Kalifeldspatmolekül. Perthitentmischungen sind nur gering entwickelt, meist unter 5 Vol%, so daß sie hierbei nicht sehr ins Gewicht fallen.

Veränderungen der Optik durch sekundär zugeführte Albitkomponenten sind nicht gegeben, da die vermessenen Kalifeldspäte alle noch ihre primären Strukturen besaßen, abgesehen von den geringen perthitischen Entmischungen. Man kann daher nicht umhin, für die feinkörnigen Granite eine primäre Kristallisation von Na-Sanidin zu verlangen. Die Abkühlung bewirkte ein Umstehen der Optik zu Orthoklas und bei einem Teil der Körner bei noch tieferen Temperaturen eine Mikroklinisierung. Das bedeutet aber, daß die Schmelze zur Zeit der Auskristallisierung der Kalifeldspäte Temperaturen über 700°C besessen hat, da sich sonst primär bereits Mikroklin gebildet hätte. Nach Angaben von TUTTLE (1952) kristallisierte synthetischer Kalifeldspat bei 1000 kg/cm^2 Wasserdruck bei 800°C mit gerader Auslöschung und einem Achsenwinkel von 63° , bei Abkühlung auf 660°C wird die Hoch-Sanidin-Hoch-Albit-Serie (Sanidinanalbit) bei einer Zusammensetzung von Ab_{55} und Or_{45} instabil (BOWEN and TUTTLE, 1950). Der Wert von 700°C ist daher einigermaßen berechtigt und steht in Übereinstimmung mit der unteren Grenze der Hauptkristallisations-Isotherme von 700°C (H.BORCHERT, 1951). Bei einem langsamen Abkühlen der Schmelze setzt sich normalerweise der Na-Sanidin quantitativ zu Mikroklin u. Der Hochtemperaturzustand wird nur bei schneller Abkühlung, einer Art Unterkühlung fixiert erhalten.

Die Beobachtung von E. RIMANN (1909), daß Mikroklin eine Hüllzone um Orthoklas bildet, kann in den untersuchten feinkörnigen Graniten nirgends wiedergefunden werden. Die optische Untersuchung weist sämtliche Kalifeldspäte als einheitliche Individuen aus. Zudem bleibt fraglich, ob RIMANN nicht einer Täuschung zum Opfer gefallen ist; es findet sich kein Hinweis, wie er Orthoklas von Mikroklin hat abtrennen können.

Die jüngeren Muscovitgranite haben fast ausschließlich triklinen, unvergitterten Mikroklin als Kalifeldspatgemengteil. Die Konzentrierung der Achsenwinkel hat ihre Werte zwischen 70° - 80° , Orthoklasoptik wurde nur in wenigen Exemplaren gefunden. Der ther

mische Prozeß der Erstarrung stellt sich bei diesen Graniten wahrscheinlich etwas anders als bei den biotitführenden Graniten dar. Wenn zwar vielleicht ein Teil der Kalifeldspäte auch zunächst als Hochtemperaturmodifikation kristallisierte, so ist ein großer Teil sicher schon primär in einheitlichen, unverzwilligten Mikroklinen kristallisiert.

Perthit ist entwickelt und durchzieht den Wirtskristall entweder gesetzmäßig nach der Murchisonit-Spaltbarkeit als Spindel- und Bandperthit oder er ist flächig und unruhig auf Dislokationsbahnen des Kalifeldspates beschränkt. Der Anteil der Perthite am Kalifeldspat liegt maximal zwischen 5 - 10 Vol%, so daß sie bei einem durchschnittlichen Gehalt von 25 % Ab-Molekül im Kalifeldspat durchaus als echte Entmischungen angesprochen werden können.

4) Der Quarz

Die erste Kristallisation der Quarze erfolgte in der Form des Hochquarzes und zwar gleichzeitig mit der Kalifeldspat- und Plagioklaskristallisation. In Kalifeldspat eingeschlossene Quarze in der Tracht der Hochquarze zeigen sehr gut entwickelte Dachpyramiden, dagegen nur sehr kurz oder gar nicht entwickeltes Prisma. Die Orientierung zum Wirtskristall ist beliebig und nicht gesetzmäßig. Die weitere Quarzkristallisation lief parallel zu der der Feldspäte und überdauerte diese, so daß die letzten freien SiO_2 -Mengen die noch freien Räume mit den vorgegebenen Grenzen füllen konnten.

c) Mineralparagenesen "postmagmatischer" Bildung

Zwei verschiedene Paragenesen sind zu trennen: Die Mineralphasen der pneumatolytischen und hydrothermalen Bildungen und die sekundären Umbildungen durch die Verwitterung. Beide Vorgänge haben nun teilweise das gleiche Ergebnis zur Folge, so daß durch Überlagerungen keine eindeutige Zuordnung zu der einen oder anderen Paragenese möglich ist.

1) Muscovit und Serizit

Neben der Verglimmerung der Plagioklase, Cordierite, Andalusite und Sillimanite durch Autometamorphose, bei der recht erhebliche Mengen Serizit gebildet werden können, bildet sich unter pneumatolytischen Bedingungen auch Muscovit, der unabhängig von diesen Mineralen ist. Der Achsenwinkel $2 V_x$ liegt zwischen $35 - 40^\circ$. Die tafelig ausgebildeten Muscovitscheiter siedeln sich in den biotitführenden Graniten mit Vorliebe auf Scherflächen und in Rekristallisationsgefügen an und verdrängen andere Minerale. In diesen Graniten schwankt der Muscovitanteil zwischen 2 - 9 Vol%, in den reinen Muscovitgraniten springt er jedoch auf 12 - 13 Vol%. Der Muscovit ist in den Muscovitgraniten das hervorstechende Kennzeichen starker Pneumatolyse, unter deren Bedingungen diese Granite erstarrten. Die pneumatolytische Durchgasung erfolgte nicht sekundär nach der Erstarrung eines normalen biotitführenden Ganggranites, da Albitisierungen der Altplagioklase, Topasierung und andere Greisenerscheinungen fehlen.

2) Turmalinisierung

In der Nähe einer feinen hydrothermalen Kluftfüllung ist durch pneumatolytische Durchgasung des Granites Turmalin, als Schörl vorliegend, zur Ausscheidung gekommen. Es ist dies aber auch praktisch das einzige Vorkommen von Turmalin in den feinkörnigen Graniten unseres Arbeitsgebietes, alle anderen feinkörnigen Granite sind restlos frei von Turmalin. Eine Ausnahme hiervon ist eigentlich nur der feinkörnige Granit von Arnbruck, in dem regelrechte Turmalinschläuche die alten Gasabzugsbahnen widerspiegeln.

3) Dumortierit

Eine Sonderstellung nimmt der mechanisch deformierte feinkörnige Granit NE Teunz auf Blatt Oberviechtach ein. In die Scherfläche mit der c-Achse eingeregelt, tritt hier in geringer Menge Dumortierit auf. Parallel (001) ist er durch die mechanische Beanspruchung bei quer zur Scherung orientierter Lage zerbrochen.

Die optische Bestimmung ergab einen Pleochroismus von Violettrot für n_x , mit einem Stich ins Rosa für n_y und farblos für n_z . Der Achsenwinkel liegt um $2V_x = 25^\circ$. Die Lichtbrechung ist für $n_x = 1,661$, für $n_z = 1,693$, daraus ergibt sich die Doppelbrechung $n_z - n_x = 0,032$. Der Brechungsindex für n_y liegt dicht unter dem von n_z . Die Auslöschung ist gerade, der Zonencharakter negativ.

4) Hydroglimmer und Chlorit

Mit der Bildung dieser Minerale ist der Werdegang des Granites abgeschlossen. Hydroglimmer als Ausdruck und Ergebnis einer schwachen hydrothermalen Einwirkung entlang von feinen Klüften sitzen auf diesen als kleine radialstrahlige, intensiv grüngefärbte Aggregate, daneben erscheinen auch manchmal Glieder der Vermiculitreihe.

Chlorit, in der Regel Pennin, entsteht bei der Verwitterung aus Biotit unter gleichzeitiger Ausscheidung von Titaneisen und Sagenit.

Die Altersabfolge der Minerale in den feinkörnigen Graniten

Die Altersabfolge der Minerale ergibt sich aus den Beziehungen:

- 1) das ältere Mineral wird vom jüngeren umschlossen,
- 2) das jüngere Mineral verdrängt das ältere Mineral,
- 3) Die Entwicklung der Korngestalt (idiomorph- nicht idiomorph).

Diese Kriterien erfahren folgende Einschränkungen:

zu 1): Das Dünnschliffbild zeigt uns nur eine Ebene des Gesteins, aber nicht die räumliche Beziehung der Minerale untereinander. Es kann als Einschluß vorgetäuscht werden, was in Wahrheit nur eine Verdrängung darstellt. Dadurch wird genau der entgegengesetzte Fall des tatsächlich Verwirklichten konstatiert. Zur Entscheidung muß die gleiche Erscheinung in verschiedenen Ebenen beobachtet werden, ferner helfen Gefügevermessung weiter, sowie die Beurteilung der Korngestalt. Pseudomorphosen müssen als solche erkannt werden, bevor sie zur Altersbeziehung herangezogen werden dürfen.

zu 2): Verdrängungen sind im allgemeinen vielleicht etwas deutlicher, wenn die Beziehungen zum gegenseitigen Gitterbau geklärt sind. Normalerweise hat das verdrängende Mineral konvexe Formen gegenüber dem verdrängten Mineral, aber es ist kein sicheres Kriterium, wie die Behandlung der Myrmekitfrage aufzeigte. Verdrängungen sind dann sichergestellt, wenn ältere Einschlußminerale mitübernommen werden und ihre alte Anordnung nicht verlieren, wenn die alten ursprünglichen Korngrenzen konserviert geblieben sind, wenn die ältere Mineralphase durch Symplektite ersetzt worden ist (nach G. FISCHER).

Zu 3): Die ältere Mineralphase konnte ihre Eigengestalt besser als die jüngere Mineralphase entwickeln und wird diese im allgemeinen auch durchsetzen. Durch bestimmte Lagen im Schnitt können unter Umständen idiomorphe Formen vorgetäuscht sein, ferner kann ein jüngeres Mineral das ältere unter Wahrung der vorgezeichneten Kornformen verdrängt haben.

Als Einschluß findet sich:

Zirkon	in Apatit, Cordierit, Andalusit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Apatit	" Cordierit, Andalusit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Cordierit	" Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Andalusit	" Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Biotit	" Andalusit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Plagioklas	" Kalifeldspat, Quarz, (Muscovit),
Kalifeldspat	" Quarz, (Muscovit),
Quarz	" Plagioklas, Kalifeldspat,

Verdrängungen sind zu beobachten an :

Cordierit durch Biotit, Plagioklas, Quarz, Muscovit,

Andalusit	durch	Muscovit, (Plagioklas, Quarz), Biotit,
Biotit	"	Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Plagioklas	"	Kalifeldspat, Quarz, Muscovit,
Kalifeldspat	"	Quarz, Muscovit, Plagioklas
Quarz	"	Kalifeldspat, Plagioklas

Die Gewährleistung dieser Angaben ist durch die Beachtung der eingangs erwähnten drei Punkte und ihren Einschränkungen vorhanden. Wir erhalten somit folgende Mineralisationsfolge:

Ältester Gemengteil ist der Zirkon, dicht gefolgt vom Apatit. Cordierit ist älter als Andalusit. Beide Minerale stehen zwar miteinander nicht in Beziehung, aber der Andalusit birgt bereits Biotit in sich, dagegen nicht der Cordierit. Andalusit und Biotit liegen mit ihrer Kristallisation dicht beieinander und überschneiden sich. Die Hauptkristallisation beginnt mit dem Biotit, dicht gefolgt vom Plagioklas. Gleichzeitig und nach dem Plagioklas kristallisiert Kalifeldspat. Quarz scheidet sich schon frühzeitig aus und reicht mit seiner Kristallisationsdauer bis zum Ende der Hauptkristallisation. Muscovit steht erst am Schluß der Hauptkristallisation im Übergang zum pneumatolytischen Bereich. Die letzte Phase der Hauptkristallisation ist besonders durch das intensive Wechselspiel von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas gekennzeichnet, so daß mit Intervallen alle drei Minerale nebeneinander entstehen können. Bestätigung dieser Altersfolge finden wir in der Formentwicklung, die vom ältesten zum jüngsten Mineral ständig abnimmt.

Eine primäre magmatische Struktur kann natürlich nicht mehr erwartet werden, da durch die Einwirkungen der Restlösungen auf die Primärstrukturen metasomatische Umwandlungen erfolgt sind. Wir können aber als Ergebnis unter Vernachlässigung der jüngeren Reaktionerscheinungen und der Autometamorphose festhalten, daß die diskordanten feinkörnigen Granite primär eine Mineralabfolge eines magmatischen Gesteins im Sinne von ROSENBUSCH haben und in ihrer Mineralfolge, Mineralbestand und Struktur ein echtes magmatisches Tiefengestein mit einem durchlaufenen, vollständigen Schmelzzustand sind.

Tabelle 2

a) Modal - Analysen des Oberviechtacher Granitmassives

lfd. Nr.	Quarz	Kali- feldspat	Plagio- klas	Biotit	Muscovit	Restbe- standteile	Sa.
1	26,4	32,4	19,1	10,8	9,3	2,0	100,0
2	28,9	26,8	23,8	10,3	8,8	1,4	100,0
3	32,5	27,2	23,0	9,5	6,5	1,4	100,0
4	28,3	30,5	23,7	9,5	6,4	1,6	100,0
5	29,9	28,3	23,8	9,3	7,4	1,3	100,0
6	29,5	25,4	26,2	9,0	8,0	1,9	100,0
7	28,4	24,7	27,7	8,5	6,6	4,1	100,0
8	29,4	29,1	25,7	7,1	7,7	1,0	100,0
9	29,6	26,4	29,5	6,9	6,5	1,1	100,0
10	28,9	24,6	30,0	5,8	6,8	3,9	100,0
11	33,0	27,1	25,9	5,7	6,6	1,7	100,0
12	28,7	27,0	29,1	5,3	5,9	4,0	100,0
13	31,0	23,7	30,6	5,1	8,5	1,1	100,0
14	30,3	26,7	29,8	5,1	6,6	1,5	100,0
15	26,6	31,0	30,4	4,7	5,7	1,6	100,0
16	29,8	26,9	27,4	4,7	8,4	2,8	100,0
17	29,5	22,7	33,4	4,7	8,2	1,5	100,0
18	32,2	26,2	30,2	4,3	6,4	0,7	100,0
19	35,6	22,9	28,2	4,2	8,5	0,6	100,0
20	32,7	27,1	29,8	4,2	5,0	1,2	100,0
21	31,9	24,8	31,3	4,2	6,2	1,6	100,0
22	32,0	24,2	31,3	4,1	6,1	2,3	100,0
23	32,8	27,5	28,9	4,0	5,5	1,4	100,0
24	31,0	26,8	27,8	3,9	8,4	2,1	100,0
25	34,1	24,5	29,0	3,6	6,0	2,8	100,0
26	31,8	29,7	29,4	3,4	4,2	1,5	100,0
Summe	794,8	694,2	725,0	157,9	180,2	47,9	
Mittel	30,6	26,7	27,9	6,1	6,9	1,8	100,0

b)
Modal-Analysen von feinkörnigen biotitführenden Ganggraniten

lfd. Nr.	Quarz	Kali-feldspat	Plagio-klas	Biotit	Muscovit	Restbestandteile	Sa.
1	27,4	24,3	28,6	11,7	7,2	1,1	100,0
2	30,6	29,1	22,2	10,3	4,8	3,0	100,0
3	36,6	25,2	21,0	6,8	9,5	1,0	100,0
4	32,0	31,2	23,9	5,8	5,6	1,5	100,0
5	30,7	25,5	32,4	4,8	5,5	1,1	100,0
6	31,2	28,4	26,2	4,3	8,8	1,1	100,0
7	34,6	26,4	27,7	4,3	5,6	1,4	100,0
8	35,2	27,1	27,0	3,7	4,9	2,1	100,0
9	34,2	25,1	29,8	3,4	6,8	0,7	100,0
10	33,5	27,0	31,9	2,9	3,9	0,8	100,0
11	30,4	27,2	33,5	2,8	4,9	1,2	100,0
12	32,7	25,2	31,0	2,4	6,8	1,9	100,0
13	35,1	39,5	19,9	2,3	2,2	1,0	100,0
14	36,7	21,4	30,7	1,9	8,7	0,6	100,0
15	37,4	21,1	25,3	1,2	13,5	1,5	100,0
16	35,4	26,0	32,2	1,2	4,4	0,8	100,0
Summe	533,7	429,7	443,3	69,8	101,1	20,8	
Mittel	33,4	26,9	27,7	4,4	6,3	1,3	100,0

c)
Modal-Analysen von feinkörnigen Muscovitgraniten

lfd. Nr.	Quarz	Kali-feldspat	Plagio-klas	Biotit	Muscovit	Restbestandteile	Sa.
1	35,5	18,6	30,9	0,4	13,9	0,6	100,0
2	35,6	20,7	31,6	1,1	10,7	0,3	100,0
3	33,7	20,4	34,8	0,9	9,8	0,4	100,0
4	34,3	17,6	36,5	0,7	10,5	0,4	100,0
Mittel	34,8	19,3	33,4	0,8	11,2	0,5	100,0

4. Die chemische Klassifikation der feinkörnigen Granite

Die Erfassung des chemischen Stoffbestandes eines Gesteins kann auf zwei Wegen erreicht werden:

- a) durch die Feststellung des quantitativen Mineralbestandes mittels der Modalanalyse und
- b) durch die chemische Analyse.

a) Die modale Zusammensetzung der Granite

Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die modale Zusammensetzung aller quantitativ erfaßten Granite. Die Werte wurden mit dem Leitz'schen Integrationstisch und teilweise mit dem Point Counter ermittelt. Zur sicheren Unterscheidung von Kalifeldspat und Plagioklas wurden eine Reihe von Dünnschliffen nach dem von CHAYES (1952) angegebenen Verfahren mit Flußsäure angeätzt und anschließend mit Natrium-Hexanitro-kobaltat (III) angefärbt. Durch Berechnung ergab sich ferner, daß für die feinkörnigen Granite eine erforderliche mittlere Meßlänge pro Dünnschliff von mindestens 500 mm nötig waren, für das Punktzählverfahren wenigstens 2000 Punkte, um keinen größeren Fehler als ± 2 Vol % zu erhalten.

Die Variationsbreite der einzelnen Minerale aller biotithaltigen feinkörnigen Granite ist folgende:

Tabelle 3

Quarz	26,4 Vol%	-	36,6 Vol%	Mittel:	31,0 Vol%
Kalifeldspat	22,7 "	-	39,5 "	" :	27,0 "
Plagioklas	19,2 "	-	33,4 "	" :	27,6 "
Biotit	2,4 "	-	11,4 "	" :	5,8 "
Muscovit	2,2 "	-	9,5 "	" :	6,6 "
Apatit	0,1	-	0,5 Vol%	" :	0,25 "
Zirkon	Spuren	-	0,1 "	" :	unter 0,1 Vol%
opake Erze	"	-	0,1 "	" :	" 0,1 "
Andalusit	"	-	1,0 "	" :	0,4 Vol%
Cordierit	W	-	3,6 "	" :	1 "

Die Schwankungen scheinen auf den ersten Blick recht beträchtlich zu sein, sind es aber in Wirklichkeit nicht. Die tiefsten und höchsten Werte stellen nichts anderes als Extremwerte dar, die nicht die Regel sind. Zudem bestehen innerhalb eines Granites für jedes Mineral kontinuierliche Übergänge vom tiefsten zum höchsten Wert, natürlich unter charakteristischer Änderung der Werte der anderen Minerale.

Die Tabelle 2 ist nach abnehmendem Biotitgehalt geordnet. Die Abnahme des Biotitgehaltes geht ohne größere Sprünge vom höchsten zum tiefsten Wert. Ein ausgeprägter Zusammenhang ergibt sich zwischen Biotit und Kalifeldspat auf der einen Seite und Plagioklas auf der anderen Seite. Hoher Plagioklasgehalt hat immer niedrigen Biotit und Kalifeldspatgehalt zur Folge, bzw. niedriger Plagioklasgehalt hohen Biotit- und Kalifeldspatgehalt. Es scheint die Tendenz hervorzugehen, daß Plagioklas sowohl Biotit wie Kalifeldspat ersetzt. In der chemischen Zusammensetzung besteht nun aber ein wesentlicher Unterschied zwischen Plagioklas und Biotit. Die quantitative Ersetzung des Biotites durch Plagioklas, die in den Dünnschliffen immer wieder beobachtet werden kann, erfordert eine Kieselsäurezufuhr von über 30 Gew.%, 9% Al_2O_3 , 2 % CaO und fast 10% Na_2O , dagegen aber eine Abfuhr von fast 7 % MgO und über 7 % K_2O , gar nicht zu reden von dem hohen Eisenwert von über 30 % und von TiO_2 .

Für die Deutung ergeben sich zwei Möglichkeiten:

- 1) Die ursprüngliche Schmelze ist durch assimilierte Fremdeinschlüsse in ihrem Chemismus verändert worden,
- 2) die biotitreichen Partien sind ein Differentiat der Schmelze und stellen praktisch den Bodensatz dar, die biotitärmeren Teile dagegen die Dachfazies der Granite.

Die granitische Schmelze hat in ihrem Werdegang immer wieder Fremdmaterial aus dem Nebengestein aufgenommen (basische Butzen, Fremdeinschlüsse!) und dieses mehr oder weniger gut verdaut. Bei genügender thermischer Einwirkung fand eine Entkalkung statt und Biotit blieb als Reaktionsprodukt übrig. Es scheint nur logisch, daß frühmagmatische Einschlüsse nicht mehr ausschließlich als basische Butzen vorliegen, sondern

durch Strömungen der Schmelze zerteilt und verteilt wurden. Es stimmt hiermit gut überein, daß in den biotitreichsten Graniten auch die meisten Einschlüsse vorhanden sind.

Die Assimilation der Einschlüsse ist in einem frühmagmatischen Stadium erfolgt, so daß zusätzlich nach erfolgter Assimilation noch Differentiationen stattgefunden haben können, und wir heute das Wechselspiel dieser Erscheinungen vor Augen haben. Automatisch mit der Biotit-Kristallisation ist die Anreicherung der Schmelze an Al_2O_3 , SiO_2 , CaO und Na_2O verbunden. Die Restschmelze nähert sich dem Chemismus der biotitärmeren Granite.

Die Darstellung der Modalwerte im WOLFF'schen IMQ-Dreieck ergibt einen Schwerpunkt mit $Q = 31$, $F = 62$, $M = 7$. Der Vergleich mit einer statistischen Darstellung von 190 Graniten nach G.FISCHER (1952) zeigt die ausgezeichnete Übereinstimmung der Verteilungsmaxima und die sehr geringe Variationsbreite. Es scheint die eutektoide Zusammensetzung der Granite dicht beim Quarz-Feldspat-Eutektikum einem Normaltypus der Granite nahezukommen, der immer stärker durch Analysen belegt wird. Auch die großräumigen Untersuchungen von CHAYES an den feinerkörnigen Graniten von Neuengland führten zu ähnlichen Ergebnissen in der modalen Zusammensetzung der Granite mit einer nur geringen Schwankungsbreite.

b) Die chemische Analyse

Es kann der Vergleich der Modalanalysen mit drei neuen chemischen Analysen durchgeführt werden (Tabelle 4, folgende Seite). Die Analysen führte freundlicherweise Herr Dipl.-Chem. C.PÖTZL aus.

Vergleichen wir die aus der Integration des gleichen Materials erhaltenen Werte mit denen der chemischen Analyse, so erhalten wir teilweise ähnliche Ergebnisse (Tabelle 5).

Tabelle 4.

	Analyse 1	Analyse 2	Analyse 3
SiO ₂	69,86 Gew.%	69,23 Gew.%	73,60 Gew.%
TiO ₂	0,53 "	0,59 "	0,23 "
Al ₂ O ₃	14,52 "	14,24 "	14,85 "
Fe ₂ O ₃	1,35 "	2,30 "	0,55 "
FeO	2,40 "	1,88 "	1,20 "
MnO	0,03 "	0,03 "	Spuren
MgO	0,99 "	0,84 "	0,28 "
CaO	0,81 "	1,55 "	0,52 "
K ₂ O	5,38 "	5,35 "	4,90 "
Na ₂ O	2,58 "	2,82 "	3,27 "
P ₂ O ₅	0,29 "	0,27 "	0,19 "
S	0,02 "	0,03 "	0,01 "
H ₂ O*	0,71 "	0,82 "	0,37 "
Summe:	99,47 "	99,95 "	99,97 "

* H₂O über 110° C

Niggli-Werte:

si	346,2	334,0	417,0
al	43,4	40,4	50,0
fm	22,6	23,0	10,6
c	4,4	7,8	3,2
alk	29,6	28,8	36,2
k	0,615	0,540	0,495
mg	0,380	0,262	0,234
c/fm	0,195	0,349	0,311
qz	+ 127,8	+ 118,8	+ 172,2

Analyse 1: Feinkörniger Biotitgranit, Oberviechtacher Granitmassiv, 1000 m E Obermurach, P 44, Bl. Oberviechtach.

Analyse 2: Feinkörniger Biotitgranit, 20 m W der Probe der Analyse 1.

Analyse 3: Feinkörniger gestriemter Ganggranit, Steinbruch an der Straße Rötze - Neunburg vorm Wald, E des Schellhofes, Bl. Neunburg vorm Wald.

Analytiker: Dipl.-Chem. G. PÖTZL.

Tabelle 5

Feinkörniger Biotitgranit von Oberviechtach, Analyse 1

	Integration	Chem. Anal.	ohne Muscov.
Quarz	32,9 Vol%	33,8 Vol%	34,1 Vol%
Kalifeldspat	28,7 "	23,7 "	27,6 "
Albit	20,8 "	19,0 "	20,0 "
Anorthit		1,2 "	1,3 "
Biotit	10,1 "	11,3 "	10,6 "
Muscovit	6,5 "	7,3 "	----
Apatit	0,2 "	0,8 "	0,8 "
Andalusit	0,6 "	2,7 "	5,1 "
Erz	0,2 "	0,2 "	0,5 "
	100,0 "	100,0 "	100,0 "

Feinkörniger Ganggranit, Analyse 3

	Integration	Chem. Analyse
Quarz	34,6 Vol%	33,80 Vol%
Kalifeldspat	26,2 "	28,65 "
Albit	28,2 "	27,35 "
Anorthit		1,24 "
Biotit	3,8 "	3,16 "
Muscovit	5,8 "	----
Apatit	0,2 "	0,35 "
Andalusit		5,00 "
Ilmenit	1,2 "	0,13 "
Magnetit		0,27 "
Hämatit		0,16 "
	100,0 "	100,11 "

Diskrepanzen tauchen im Kalifeldspat- und im Andalusit-Gehalt auf. Die Verrechnung auf Muscovit ergibt im Endeffekt einen beträchtlich niedrigeren Kalifeldspatgehalt, als durch die Integration gefunden wurde. Bei fehlender Muscovitberechnung erhöht sich der Kalifeldspat der chemischen Analyse und kommt dem tatsächlichen Wert ziemlich nahe. Unter der Berücksichtigung, daß bis zu 30 % Albit

im Kalifeldspat eingebaut sein kann, ergibt sich zwar dann auch bei der Muscovitberechnung ein der Modalanalyse entsprechender Kalifeldspatgehalt. Aber daraus ergibt sich wieder ein zu niedriger Plagioklasgehalt. Möglicherweise ist bei der Bestimmung die Tonerde zu hoch errechnet worden, da der Tonerdeüberschuß doch sehr gewaltig ist. Natürlich kann diese Gegenüberstellung nur ungefähre Vorstellungen vermitteln, die Fehlerquellen sind doch von erheblichem Einfluß.

C. Das Granitproblem in Bezug auf die feinkörnigen Granite des Moldanubikums

Die regionale Betrachtung verschiedener Granite des äußeren moldanubischen Granitbogens zeigte ihre große Verwandtschaft zueinander auf. Für alle untersuchten feinkörnigen Granite ergab sich eine echte magmatische Entstehung. Verschiedene Gesichtspunkte können hierfür angeführt werden. So zeigen entgegen der Meinung von DRESCHER-KADEN alle Granite eine klare Mineralabfolge im Sinne von ROSEN-BUSCH. Zirkon, Apatit und Biotit sind die Erstkristallisate, gefolgt vom Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Die hohe Reaktionsbereitschaft dieser drei letztgenannten Minerale hat natürlich - verstärkt durch sekundäre Veränderungen durch Lösungen der Intergranulare - eine Verschleierung in der an sich klaren Folge der Hellgemengteile zur Folge. Eine alleinige Überbetonung nur der silikatreichen Endglieder ohne Berücksichtigung der Frühgemengteile kann ein falsches Bild der Kristallisation geben.

Andalusit und Cordierit sind magmatische Fremtteile, die auf einen Tonerdeüberschuß der Schmelze hinweisen. Sie sind nicht auf Einschlüsse aus der Oberkruste zurückzuführen, sondern entstammen aus großer Tiefe. Besonders der Cordierit hat eine vollständige Neukristallisation oder Umkristallisation in der Schmelze erfahren und hat, ähnlich wie der Andalusit, seinen Kristallisationspunkt in einem Stadium, als die Schmelze noch weitgehend flüssig

war. Andalusit und Cordierit, die Leitminerale aller feinkörnigen Granite, sind immer zu finden, auch wenn im Nebengestein kein Cordierit oder Andalusit vorhanden ist. Die Cordieritbildung der Nebengesteine ist vollkommen unabhängig von der Granitintrusion. Die Vergneisung und Cordieritbildung hat schon vor den Granitintrusionen stattgefunden und ist allein aus der verschiedenen Metamorphosefazies der Gneise zu erklären. Ebenso sind die Stoffverschiebungen in den Gneisen unabhängig von den Granitintrusionen verlaufen. Die Granite fanden bei ihrem Aufdringen bereits einen konsolidierten Gneissockel mit erfolgter tektonischer Prägung vor, in die sich die Cordierite der Gneise miteinordnen. Zudem sind in den Kontaktzonen der Granite durchaus nicht immer Cordierit-Sillimanit-Gneise zu finden, ja sie sind in granitferneren Zonen viel häufiger als am Kontakt selbst. Allein durch Thermomorphose ist die Cordieritisierung der Gneise nicht möglich, da das Temperaturgefälle im allgemeinen zu gering war und die feinkörnigen Granite ausgesprochen kalte Kontakte aufweisen.

Ihren heutigen Platz haben sich die Granite in einer recht mobilen Phase erworben. Bewegungen des Magmas lassen sich in Einzelfällen immer noch nachweisen, Kennzeichen waren Verbiegungen des Biotites durch andere magmatische Gemengteile und Deformationen an Feldspäten unter hohen Temperaturen. Fehlende sekundäre tektonische Überformung läßt diese Kristallverformungen nur auf die Bewegungen durch die Schmelze selbst zu. Die weite Verzweigung einzelner Granite in Apophysen und Gängchen kann nicht in einem halbflüssigen breiähnlichen Zustand erfolgt sein, da die Viskosität des Magmas während der Intrusion und Infiltration recht gering gewesen sein muß.

Kalifeldspat und Quarz bedingen in ihren Modifikationen als Orthoklas und Hochquarz Temperaturen, die weit über 600° lagen. FISCHER nimmt für die anatektischen Vorgänge eine Tiefe von rund 20 km an, unter der Voraussetzung, daß die

Versenkung im normalen T-Feld der Erde liegt. Die anatektischen Vorgänge haben aber immer noch eine starke selektive Auswahl in ihren Mineralassoziationen, so daß die Tiefe unseres Schmelzherdes noch erheblich größer anzusetzen ist. A.RITTMANN verlegt den Ort der Magmenbildung in Orogenen an die Grenze von Sial A und Sial B, unterlagert von der Mohorovičić-Diskontinuität.

Die Kristallmodifikationen des Quarzes als primärer Hochquarz und des Kalifeldspates als primärer Orthoklas setzen, wie schon gesagt, Temperaturen von weit über 600°C , ja wahrscheinlich sogar noch über 700°C voraus. So steigt nach den Untersuchungen von GIBSON (entnommen aus H.GUTENBERG, Handbuch der Geophysik, 1933) die Umwandlungstemperatur von Tiefquarz in Hochquarz für die Druckzunahme pro 1 km Tiefe um 8°C , das würde bei einer angenommenen Tiefe von rund 20 km die Verschiebung des Umwandlungspunktes von 573°C um 160°C auf 733°C bedeuten. Nun stehen aber Kalifeldspat und Quarz zeitlich erst nach der Biotitkristallisation, Kalifeldspat auch erst nach der Plagioklasabscheidung. Es ist daher anzunehmen, daß das Magma vor der Quarz- und Kalifeldspatkristallisation noch höhere Temperaturen aufwies, als zur Bildung der Hochtemperaturmodifikationen nötig war. Durch dieses Kriterium ist ein weiteres Gegenargument einer Granitisationstheorie vorhanden.

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von A. KÖHLER (1952) sind alle untersuchten Granite mehr oder weniger stark verunreinigt und besitzen hybriden Charakter. Ebenso ist mit KÖHLER die Annahme primärer basischer Aggregationen durch das Magma (u.B. ERDMANNSDÖRFER) für die moldanubischen Granite abzulehnen. Die dunklen Butzen sind reine Assimilationsprodukte des Magmas. Die Aufnahme der Fremdgemengteile hat bis in das letzte Stadium der Erstarrung gereicht, die Assimilationsfähigkeit dagegen immer mehr abgenommen. So sind die zuletzt vom Magma aufgenommenen Nebengesteine überhaupt nicht von der Schmelze chemisch angegriffen, sondern nur noch mechanisch beansprucht worden. Die Verteilung der Einschlüsse auf die Granitkörper ist nicht homogen. So sind einige Partien besonders reich an Einschlüssen,

andere dagegen haben keinerlei Einschlüsse. KÖHLER stellt sich nun auf den Standpunkt, daß bei letzteren alle Einschlüsse vom Magma resorbiert und dem Chemismus des Magmas zugeführt worden sind. Dies trifft zumindest für die hier untersuchten Granite nicht zu. Der Chemismus müßte ja eigentlich durch die Fremdeinschlüsse basischer werden und einen noch höheren Tonerdeüberschuß erhalten, d.h. es würde eine stärkere Biotitführung und ein höherer Gehalt an Andalusit und Cordierit vorhanden sein. Das Gegenteil ist der Fall: Gerade die einschlußfreien Granite haben einen viel sauereren Chemismus. Sie können also unmöglich alle Einschlüsse verdaut haben. Viel eher ist in ihnen der Zustand der primären Schmelze zu sehen, die noch nicht durch Fremdmaterial verändert worden ist.

Analog den Graniten des Waldviertels und Mühlviertels geht die Entwicklung der Schmelze vom basischen zum saueren Pol. Dem älteren Weinsberger Granit (KÖHLER, 1941) entsprechen unsere Kristallgranite I, dem jüngeren und etwas sauereren Mauthausener Granit stehen unsere feinkörnigen Biotitgranite an der Seite, dem noch jüngeren und noch sauereren Eisgarner Granit entsprechen unsere grobkörnigen Granite vom Typ Neunburg. Die jüngste und sauerste Phase ist die Restlösung der reinen Muscovitgranite. Die drei letztgenannten Granite entwickeln sich durch Teildifferentiation alle aus einer einheitlichen granitischen Schmelze, die in erheblicher Tiefe unter dem gesamten Moldanubischen Sockel ihren Bildungsherd hat. Es ist aber fraglich, ob die Kristallgranite I oder die "Weinsberger Granite" aus dem gleichen Magma stammen. KÖHLER deutet für den Mauthausener Granit die Möglichkeit einer Differentiation aus dem Weinsberger Granit an. Es zeigt sich aber im geologischen Bild der Kristallgranite I, daß sie wohl teilweise als Schmelze reagierten, teilweise aber auch direkt als Granitisationsprodukt aus den Perlgnaisen hervorgehen. Im Regental östlich Viechtach kann man fortlaufende Übergänge von cordierithaltigen Perlgnaisen durch Feldspatisation in reine Kristallgranite I verfolgen, ohne Kontakte zwischen beiden Typen zu

finden. Gleiche Bilder beschreibt auch H.V. GRABER (1932) aus dem Mühlviertel. Selbst die tektonische Formung bleibt erhalten, die Feldspat tafeln sind mit ihrer c-Achse und M-Fläche genau wie in den Perlgneisen geregelt. Andere Aufschlüsse in diesen Kristallgraniten zeigen dagegen einen Bewegungs- und Intrusionszustand an, es sind aber wahrscheinlich immer nur geringe Wanderbeträge des Kristallbreies vorhanden. Der "Weinsberger Granit" und unser Kristallgranit I zeigen derartig gute Übereinstimmung, daß sie unbedingt gleichgesetzt werden können.

Der Vergleich des Modalbestandes und des Chemismus der moldanubischen Granite untereinander zeigt die große Konstanz der Zusammensetzung auf. Innerhalb des moldanubischen Bereiches lassen sich zumindest die feinkörnigen Granite auf einen gemeinsamen Ausgangskemismus zurückführen. Ein gutes Vergleichsmaterial liegt auch in den Untersuchungen von CHAYES vor. So haben unsere Granite fast genau die gleiche Zusammensetzung wie die von CHAYES untersuchten feinkörnigen Kalkalkaligranite von Neuengland. Ebenso fällt das Maximum der Granitzusammensetzung genau in das von FISCHER errechnete Maximum für den Durchschnitt von 190 verschiedenen Graniten. Ferner liegt der Schwerpunkt der Granite in der Nähe des reinen Quarz-Feldspat-Eutektikums. Durch die regionale Untersuchung und die Ermittlung eines mittleren Chemismus schält sich immer stärker der Idealtypus eines

Granites heraus, dem unsere Granite vollkommen entsprechen. Dabei mag es zunächst ohne Belang sein, auf welche Art und Weise der Granit entstanden ist. Es ist im Eutektpunkt des Quarz und Feldspates ein natürliches Gleichgewicht vorhanden, das bei jedem Granit angestrebt wird. Der magmatische und der Granitisations-Standpunkt überschneiden sich hier, bzw. haben eine gemeinsame Wurzel. Die Migmatisation endet mit dem Erreichen des eutektischen Zustandes und greift bei weiter anhaltenden Stoffzufuhren auf neue Gesteinspartien über. Ebenso erweitert sich ein Magmenherd bei anhaltenden Stoffzufuhren aus der Tiefe unter fortlaufender Einschmelzung der Oberkruste.

Für die Erklärung unserer Granite ist die Annahme eines Urmagmas mit Kristallisationsdifferentiation nicht nötig, sondern es genügt der vollständig durchlaufene Schmelzzustand alter Geosynklinalsedimente mit Stoffzufuhren aus der Tiefe. Die Herdansammlung befindet sich im Bereich der Unterkante des granitischen Sials A zum noritischen Sial B und das Material stammt sowohl von oben wie auch von unten.

N a c h w o r t

=====

Die vorliegende Arbeit wurde in den Jahren 1957 - 59 im Institut für Gesteinskunde der Universität München durchgeführt.

Mein Dank gilt im besonderen Maße meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof.Dr. GEORG FISCHER, für seine ständige fürsorgliche Anteilnahme und Unterstützung dieser Arbeit und für die Bereitstellung der Mittel für die Dünnschliffuntersuchungen und chemischen Analysen.

LITERATURVERZEICHNIS

=====

- BADER, H. : (1959) Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Bl.Nr.6640 Neunburg vorm Wald. Bayerisches Geologisches Landesamt, München
- BORCHERT, H. : (1951) Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdkruste Geol.Rdsch., 39, H. 1, 81 - 94
- BOWEN, N.L. and TUTTLE, O.F. : (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O . Journ.Geol., Vol 58, 489 - 511
- CHAYES, F. : a) (1952) The finergrained calcalkaline granites of New England Journ. Geol., lx, 207 - 254
- " - : b) (1952) Notes on the staining of potashfeldspars with sodium cobaltinitrite in thin section Am.Mineral. 37, 337 - 340

- CLOOS, H. : a) (1923) Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald
Geol.Rdsch. 14, 7 - 12
- "- : b) (1923) Die Batholithen des Bayerischen Waldes
Geol.Rdsch. 14, 12 - 20
- BÄLK, R.,
CLOOS, E.,
SCHOLTZ, H. : (1927) Die Plutone des Passauer Waldes
Monogr. Geol. u. Pal., Serie II, H. 3, Berlin
- DÜRR, St.H. : (1958) Geologische und petrographische Untersuchungen auf der Osthälfte des Grad-
abteilungsblattes Lalling im Bayerischen Wald
Geol.Diplomarbeit, Univ.München.(Maschinenschr.)
- FISCHER, G. : (1929) Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a.Hl.Blut und ihr Rahmen
N.Jb.Min., Beil., 60, Abt. A, 251 - 326
- "- : (1957) Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz
Der Aufschluß, 6. Sonderheft, "Die Oberpfalz", 7 - 25
- FORSTER, A. : (1955) Geologische Aufnahme der Gneisfaltenschlinge von Moosbach - Eslarn
Geol.Diplomarbeit, Univ.München,(Maschinenschr.)
- "- : (1957) Metamorphose und Tektonik des Moldanubikums in der nördlichen Oberpfalz
Dissertation, Univ.München, (Maschinenschr.)
- "- : (1958) Metamorphe Orthogesteine im Moldanubikum
N.Jb.Mineral.Abh., 92, 1, 1 - 46
- GRABER, H.V. : (1932) Vergleichende granittektonische Untersuchungen im Passauer Wald und im Mühlviertel
N.Jb.Mineral., Beil., 66, Abt. A
- HORNINGER, G. : (1935) Über den Schärdinger Granit
Tsch. Min. Petr. Mitt., 47, H. 1, 26 - 79
- KÖHLER, A. : (1931) Der Granit "Typus Eisgarn" aus dem nordwestlichen Waldviertel
Sitzungsber. d. Akad. d.Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 140, 847 - 861
- "- : (1941) Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete, I. Teil
Fortschr., Mineral., 25, 253 - 316
- "- : (1950) Zur Entstehung der Granite der süd-böhmischen Masse
Tsch. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 175-184

- KRAUS, G. : (1959) Gefüge, Kristallgröße und Genese des Kristallgranits I im vorderen Bayerischen Wald
Dissertation Univ. München, (Maschinenschr.)
- LAVES, F. : (1952) Phase relations of the alkali-feldspars
Journ. Geol. 60, 436 - 450, 549 - 574
- MACKENZIE, W.S. : (1956) The alkali feldspars. III. An optical and X-ray study of high temperature feldspars
Amer. Mineral., 41, 405 - 427
- MAROSCHEK, E.F. : (1933) Beiträge zur Kenntnis des Granites von Mauthausen in Ober-Österreich
Tsch. Min. Petr. Mitt., 43, 375 - 405
- MÖBUS, G. : (1956) Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Lausitzer Granitmassiv
Abh. Geotekt., 7, Berlin
- RIMANN, E. : (1909) Der kalkspatführende Granit von Schmiedeberg im Riesengebirge
Cbl. Mineral. Abt. A., 767 - 777
- RITTMANN, A. : (1958) Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum
Bull. volcanol., Serie II, XIX, 1 - 18
- SCHARBERT, H. : (1955) Zur Optik der Kalifeldspäte
N. Jb. Min., Mh., 33 - 40
- SCHREYER, W. : (1957) Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern
Dissertation, Univ. München, (Maschinenschr.)
- : (1959) Der Granit von Neustift bei Vilshofen in Niederbayern
Geologica Bavarica, 39, 3 - 28
- TEUSCHER, O.E. : (1935) Quantitative Kennzeichnung der westerzgebirgischen Granite
N. Jb. Mineral., Beil. Bd. 69, Abt. A, 415 - 459
- TUTTLE, O.F. : (1952) Optical studies on alkali feldspars
Amer. Journ. Sci., Bowen Volume, 553 - 567
- VOLL, G. : (1955) Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum / Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine
Dissertation Univ. München, (Maschinenschr.)

Lebenslauf

Am 15.12.1932 wurde ich, Paul Michael Constantin Düsing, in Oranienburg bei Berlin geboren als Sohn des Gerichts-aktuars Georg Düsing und seiner Ehefrau Else Düsing, geb. Nagel.

Von 1939 - 1943 besuchte ich die Volksschule, von 1943 - 1952 die Oberschule. Die Reifeprüfung legte ich im März 1952 am städtischen neusprachlichen Gymnasium der Stadt Hamm in Westfalen ab.

Im Sommersemester 1952 immatrikulierte ich mich an der Universität München als Student der Geologie. Nach einem viersemestrigen Studium legte ich 1954 das Vordiplom für Geologen ab. Die geologische Diplomarbeit führte ich von 1955 - 1957 am Institut für Gesteinskunde durch und schloß sie im Sommersemester 1957 mit der Diplom-Geologen-Hauptprüfung ab. Die Dissertation fertigte ich ebenfalls am Institut für Gesteinskunde der Universität München an. Seit einem Jahr bin ich am Institut für Gesteinskunde Verwalter einer wissenschaftlichen Assistentenstelle.

